تخمین پارامترهای هیدروژئولوژیکی با روش‌های ژئوالکتریک و برآورد حجم تقریبی و حجم آب قابل استحصال از آبخوان دشت امامزاده جعفر گچساران

فرحناز عزیزی (کارشناس ارشد هیدروژئولوژی، دانشگاه فردوسی مشهد، نویسنده مسؤول)
Fazizi90@yahoo.com
حسین محمدزاده (دانشیار هیدروژئولوژی و سرپرست مرکز تحقیقات آبهای زیرزمینی(متآب)، دانشگاه فردوسی مشهد)
mohammadzadeh@um.ac.ir

چکیده

تخمین پارامترهای هیدروژئولوژیکی آبخوان (T، K، Sy و مواردی از این قبیل) برای ارزیابی، مدیریت و مطالعات منابع آب‌های زیرزمینی ضرورت دارد. روش‌های گوناگونی مانند آزمون پمپاژ، شبیه‌سازی یا مدل آب‌های زیرزمینی، ژئوفیزیکی و مواردی از این قبیل برای ارزیابی این پارامترها وجود دارند. اگرچه تعبیر و تفسیر داده‌های به‌دست‌آمده از آزمون پمپاژ، بهترین روش تخمین پارامترهای هیدروژئولوژیکی آبخوان است، اما این روش پرهزینه، وقت‌گیر است و نتایج آن برای نقاط محدودی کاربرد دارد. ازاین‌رو، برآورد پارامترهای آبخوان با روش ژئوالکتریکی به‌همراه روش آزمون پمپاژ، بسیار موثر و باصرفه است. در این مقاله پارامترهای هیدروژئولوژیکی آبخوان دشت امامزاده جعفر گچساران، واقع در جنوب استان کهگیلویه و بویراحمد، با استفاده از داده‌های مقاومت ویژه که از ۸۶ سونداژ قائم ژئوالکتریکی (VES) با آرایه اشلومبرژه به‌دست‌آمد و با توجه به تشابه خصوصیات جریان آب‌زیرزمینی (قانون دارسی) و جریان الکتریکی (قانون اهم) در محیط متخلخل، تخمین زده‌شد. نتایج به‌دست‌آمده نشان داد مقدار متوسط تخلخل و آبدهی‌ویژه آبخوان به‌ترتیب حدود ۲۶ و ۰/۰۴۴ درصد، ضخامت‌های متوسط آبرفت و آبخوان به ترتیب حدود ۱۳۲ و ۷۹ متر، حجم کل آبخوان دشت امامزاده جعفر ۵/۷ میلیارد مترمکعب، حجم تقریبی آب موجود در آبخوان ۱/۵ میلیارد مترمکعب و میزان حجم آب قابل استحصال از آبخوان ۶۶/۵ میلیون مترمکعب برآورد شده‌است. با مقایسه نتایج به‌دست‌آمده از روش ژئوفیزیکی و نتایج حاصل از آزمون پمپاژ، معلوم شد روش مقاومت الکتریکی قادر به تخمین قابل‌قبولی از پارامترهای هیدروژئولوژیکی آبخوان است. به‌طوری‌که می‌توان با تلفیق داده‌های به‌دست‌آمده از روش ژئوالکتریک و داده‌های حاصل از آزمون پمپاژ، علاوه بر کاهش هزینه‌ها، نتایج مطلوبی به دست آورد.

کلیدواژه‌ها: تخلخل، آبدهی ویژه، مقاومت ویژه، آزمون پمپاژ، دشت امامزاده جعفر گچساران.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۹/۲٤ تاریخ تصویب: ۱۳۹۲/۵/۲٦

۱- مقدمه

به‌منظور ارزیابی و مدیریت درست منابع آب‌های زیرزمینی، شناسایی آبخوان و پارامترهای هیدرولیکی آن (هدایت هیدرولیکی، قابلیت انتقال، تخلخل، آبدهی ویژه و مواردی از این قبیل) ضرورت دارد. همچنین برآورد دقیق پارامترهای هیدرولیکی و ارایه مدل مفهومی درین‌زمینه، به پیش‌بینی درست جریان آب‌های زیرزمینی بستگی دارد. روش‌های گوناگونی برای اندازه‌گیری ضرایب هیدرودینامیک وجود دارد که می‌توان به روش‌های آزمایشگاهی، مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی، آزمون پمپاژ، استفاده از ردیاب‌ها و روش‌های ژئوفیزیکی اشاره کرد. به‌طورمعمول روش‌های مبتنی بر آزمون پمپاژ، مهمترین روش تعیین ضرایب هیدرودینامیک هستند، اما با صرف وقت و هزینه فراوان، فقط اطلاعات هیدرولیکی نقاط محدودی در پیرامون چاه پمپاژ را به دست می‌دهند.

از این‌رو، کاربرد روش‌های ژئوفیزیک سطحی[1] همراه با آزمون پمپاژ برای برآورد پارامترهای آبخوان بسیار موثر و باصرفه است. روش اکتشافات ژئوفیزیکی بر این فرض استوارست که سنگ‌ها متخلخل هستند، ماتریکس آن‌ها عموماً عایق است و جریان الکتریکی به واسطه وجود آب و رطوبت در خلل و فرج سنگ است(Niwas & et al., 2011: 307). براین‌اساس اندازه‌گیری‌های ژئوالکتریکی تحت تأثیر تخلخل و مقاومت سیال در خلل و فرج سنگ قرار می گیرد. مهمترین مرحله‌ی تفسیر نتایج سونداژ قائم ژئوالکتریکی[2] (VES) ارتباط بین مقاومت ظاهری و ویژگی‌های هیدرولیکی آبخوان است که رابطه بین مقاومت الکتریکی زون غیراشباع با مقاومت آب موجود در خلل و فرج، تخلخل، درجه اشباع، هدایت الکتریکی و لیتولوژی توسط قانون آرکی بیان می‌شود که این رابطه توسط پژوهشگران مختلف بررسی شده‌است (Archie, 1942)، (Kelly, 1977)، (Frohlich &Kelly, 1988)، (Niwas &Singhal, 1981)، (Niwas & et al., 2011)، (Onuoha & Mbazi,1988)، (Frohlich & park., 1989)، (po-zenwong & et al., 1984)، (Urish, 1981)، (Atiknas & smith, 1961) و (Huntley, 1980).

1 . Electrical Resistivity Method
2 . Vertical Electrical Sounding

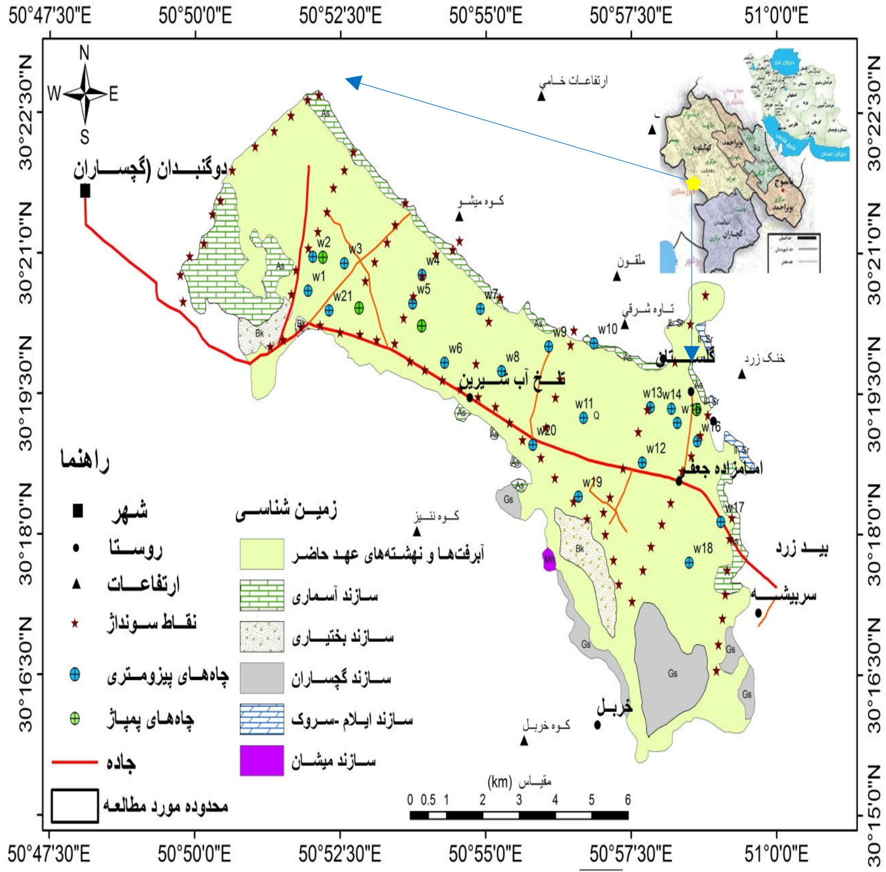
روش‌های ژئوالکتریک سطحی تکنیک‌های کم‌هزینه‌ای هستند که به‌وسیله آن می‌توان پارامترهای هیدروژئولوژیکی آبخوان را تخمین زد. نتایج برآورد روش‌های ژئوالکتریک برپایه داده‌های به‌-دست‌آمده از آزمون پمپاژ ثابت کرده‌است، روش‌های ژئوالکتریک می‌توانند پارامترهای هیدرولیکی آبخوان را به‌صورت دقیق تخمین بزنند(Niwas & et al., 2011: 314). هدف پژوهش حاضر تخمین پارامترهای هیدروژئولوژیکی دشت امامزاده جعفر گچساران با روش‌های ژئوالکتریک و برآورد حجم تقریبی آبخوان و حجم آب قابل استحصال از آبخوان این دشت است.

۲- پیشینهٔ پژوهش

دشت امامزاده جعفر در فاصله ۵ کیلومتری شمال‌شرق شهر گچساران و در جنوب استان کهگیلویه و بویراحمد، بین عرض ´۱۶ ˚۳۰ تا ´۲۸ ˚۳۰ شمالی و طول جغرافیایی ´۵۲ ˚۵۰ تا ´۲ ˚۵۱ شرقی واقع شده‌است(شکل ۱). حوزه آبریز این دشت از زیرمجموعه حوزه آبریز رودخانه زهره است که وسعت آن ۲۲۰ کیلومترمربع می‌باشد و حدود ۱۶۰ کیلومتر مربع آن کوهستانی و بقیه دشت نسبتاً مسطح است.

دشت امامزاده جعفر با امتداد شمال غربی- جنوب شرقی در زون زاگرس چین‌خورده واقع شده‌است. تشکیلات زمین‌شناسی مختلفی از رسوبات متعلق به دوره ژوراسیک تا کواترنری در محدوده موردمطالعه رخنمون دارند. بر اساس شواهد زمین‌شناسی و چینه‌شناسی، سنگ کف محدوده موردمطالعه را واحدهای سازند گچساران تشکیل می‌دهد. ضخامت آبرفت‌های دشت در دامنه ارتفاعات تا مرکز به‌ترتیب از صفر تا ۱۳۲متر متغیرست، جهت جریان آب‌های زیرزمینی در دشت، از شمال غرب به جنوب‌شرق بوده و متوسط ضخامت آبخوان حدود ۷۹ متر می‌باشد. در سال۱۳۸۲، شرکت مهندسین مشاور ژرف پویا در دشت امامزاده جعفر، ۸۶ سونداژ قائم ژئوالکتریکی به‌روش مقاومت ویژه و با آرایه اشلومبرژه توسط برداشت کرده‌است. اختلاف ویژگی‌های ژئوالکتریکی دشت ناشی از تفاوت اندازه دانه‌های تشکیل دهنده رسوبات است (مهندسین مشاور ژرف پویا، ۱۳۸۲: ۲۲). در نواحی شمال و شمال‌غربی دشت، رسوبات دانه درشت مخروط افکنه‌ای و در نواحی جنوب‌شرقی(خروجی دشت) رسوبات دانه ریزتر، از

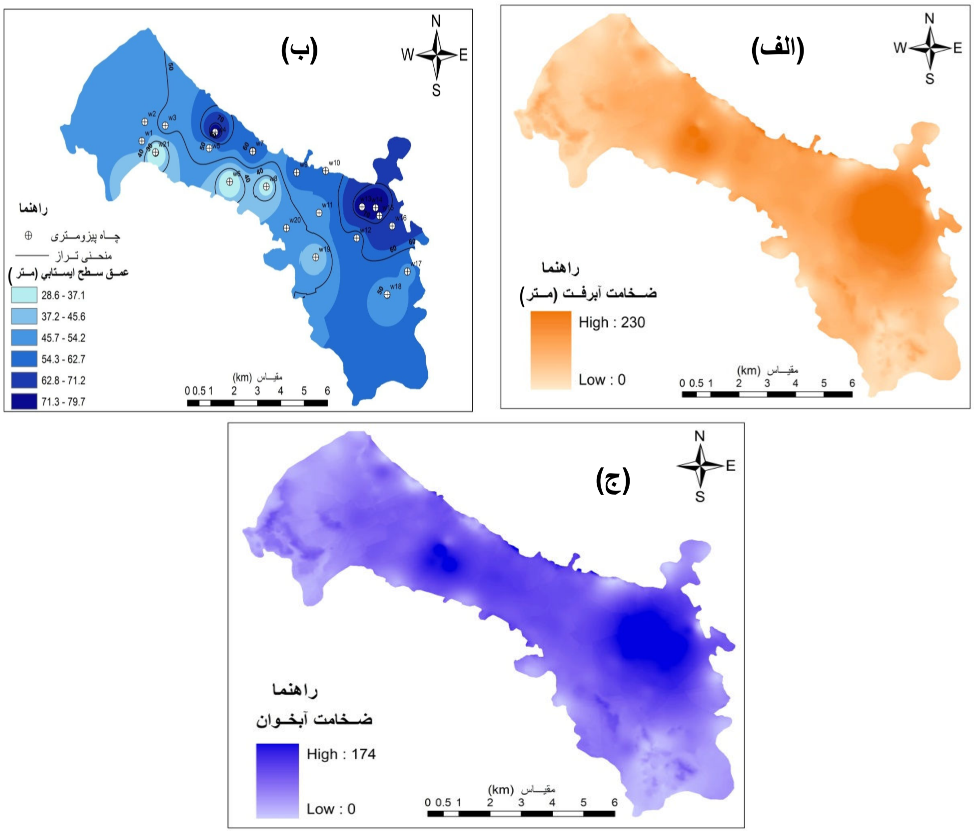
جنس سیلت، رس و لیمون هستند. در برخی نواحی دشت، کیفیت آب به دلیل تماس با تشکیلات گچساران نامناسب بوده و میزان مقاومت آب موجود در خلل و فرج کاهش می‌یابد.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و نقشه زمین شناسی دشت امامزاده جعفر

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۱

برمبنای نتایج به‌دست‌آمده از برداشت‌های ژئوالکتریک نقشه هم‌ضخامت آبرفت (شکل۲- الف) و با تفریق از نقشه هم‌عمق سطح ایستابی(شکل۲- ب)، نقشه هم‌ضخامت منطقه اشباع آبخوان (شکل۲- ج) تهیه‌شد.



شکل۲: الف) نقشه هم ضخامت آبرفت، ب) نقشه هم عمق سطح ایستابی و ج) نقشه هم ضخامت منطقه اشباع آبخوان دشت امامزاده جعفر

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۱

۳- روش تحقیق

از آنجاییکه روش‌های ژئوالکتریک ساده و کم‌هزینه هستند، تخمین پارامترهای هیدروژئولوژی با روش ژئوالکتریک، مطالعات آب‌های زیرزمینی را ممکن می‌سازد. اگرچه پارامترهایی مانند عمق، جهت جریان آب‌زیرزمینی، ضخامت لایه آبدار و محدوده سفره آب‌زیرزمینی را می‌توان مستقیماً از تفسیر نتایج ژئوالکتریکی به‌دست‌آورد، اما باتوجه به تشابه

خصوصیات جریان آب‌زیرزمینی و جریان الکتریکی در محیط متخلخل (تشابه قانون اهم و دارسی) و ارتباط بین پارامترهای ژئوالکتریکی و هیدروژئولوژی، می‌توان سایر پارامترهای هیدروژئولوژیکی (مثل S_y) را نیز تخمین زد.

با داشتن مقاومت الکتریکی آب موجود در فضاهای خالی (ρ_w) و مقاومت الکتریکی کل در زون‌های اشباع (ρ_{sat}) و غیراشباع (ρ_{unsat}) آبخوان و با استفاده از معادله (۱)، می‌توان آبدهی ویژه سفره (S_y) را به‌دست‌آورد[1] (Archie, 1942:56).

$$S_y = (\frac{\rho_w}{\rho_{sat}})^{\frac{1}{m}} \times \left[1 - (\frac{\rho_{sat}}{\rho_{unsat}})^{\frac{1}{n}} \right] \qquad (۱)$$

که در این روابط کلیه مقاومت‌ها برحسب اهم متر (Ωm) و پارامترهای m و n مربوط به درجه سیمانی شدن دانه‌های تشکیل‌دهنده سفره هستند که مقادیر آن‌ها در جدول (۱) آمده است. مقدار m برای هر نمونه متفاوت بوده و در بیش‌تر رسوبات آبرفتی سخت‌نشده متخلخل، از قانون اولیه آرکی[2] (۱۹۴۲) پیروی می‌کند.

مقاومت الکتریکی آب موجود در فضاهای خالی (ρ_w) را می‌توان با اندازه‌گیری مقدار هدایت الکتریکی (EC) برحسب میکروموس بر سانتی‌متر ($\mu mhos / cm$) در چاه‌های آب مجاور نقاط سونداژهای ژئوالکتریک و با استفاده از رابطه (۲) محاسبه نمود (Frohlich & Kelly, 1988: 36).

$$\rho_w = \frac{10^4}{EC} \qquad (۲)$$

با محاسبه فاکتور سازند(F)، می‌توان میزان تخلخل را تخمین زد. برای اولین بار آرکی در سال ۱۹۴۲ فاکتور سازند را با استفاده از رابطه (۳) برای محیط‌های اشباع از آب شور و نسبتاً

---

۱. نسبت حجم آب قابل زهکشی در اثر نیروی ثقل به حجم کل لایه آبدار نمایانگر آبدهی ویژه (Sy) است. هر چند آبدهی ویژه به شکل، اندازه، نحوه توزیع دانه ها، میزان فشردگی لایه آبدار و زمان زهکشی بستگی دارد اما به طور کلی می‌توان به صورت تفاوت حجم کل آب موجود در فضاهای خالی آبخوان اشباع (تخلخل- ϕ) و حجم آب باقیمانده پس از زهکشی (نگهداشت ویژه-Sr) نیز قابل تعریف است (Todd, 1980:37).

2 . Archie

تمیز(مانند ماسه سنگ‌های کوارتزی و کربنات‌های فاقد رس) محاسبه کرد و سپس با استفاده از رابطه (۴) میزان تخلخل(ϕ) را تخمین زد.

$$F = \frac{\rho_{sat}}{\rho_w} \quad (۳)$$

$$F = \phi^{-m} \quad (۴)$$

جدول ۱: پارامترهای m و n، به ترتیب مربوط به درجه سیمانی‌شدن مواد تشکیل‌دهنده محیط اشباع و غیراشباع آبخوان

مواد و رسوبات زمین شناسی	M	N	مراجع
ماسه‌های سخت نشده	۱/۳ -۱/۵	۲	Archie, 1942; Ayers, 1990; Dannowski et al., 1999; Doveton, 1986
ماسه سنگ‌های سخت نشده	۱/۸ – ۲	۲	Archie, 1942; Atiknas & smith, 1961
ماسه سنگ با سیمان شدگی خیلی کم	۱/۴ – ۱/۵		Doveton, 1986
ماسه سنگ با سیمان شدگی کم	۱/۵ – ۱/۷		
ماسه سنگ با سیمان شدگی متوسط	۱/۸ – ۱/۹		
ماسه سنگ با سیمان شدگی بالا	۲ – ۲/۲		
مواد دانه‌ای سخت نشده و ماسه‌های سخت نشده با $\phi >$ ۲۰%	۱/۵	۲	Frohlich & park, 1989; po-zenwong et al., 1984
سنگ‌های آذرین	۱/۳- ۴		Chinch, 2000
سنگ‌های رسوبی فاقد رس و سنگ‌های آذرین			
رسوبات دریایی غیر چسپنده ماسه‌ای $\phi <$ ۰/۶ %	۱/۵		Taylor, 1971
رسوبات دریایی چسپنده نظیر رس‌ها $\phi >$ ۰/۶ %	۲		
ماسه‌های کوارتزی و دولومیتی	۱/۴ – ۱/۶		Windle & Wroth, 1975
ماسه‌های سخت نشده در یک سفره یخچالی	۱/۵	۲	Frohlich & Kelly, 1988
ماسه‌های دریایی سخت نشده (تخت)	۱/۲		Jackson et al., 1978
ماسه‌های دریایی سخت نشده (طبیعی)	۱/۴ –۱/۶		
رسوبات متخلخل سخت نشده با جورشدگی ضعیف	۱/۳		Hiegold et al., 1979; Atiknas & smith, 1961

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۱

فاکتور سازند در سفره‌های فاقد رس، فقط به تخلخل و پیچاپیچی خلل و فرج محیط وابسته است(Archie, 1942: 36). به عقیده هانتلی[1] (۱۹۸۰) در لایه‌های آبداری که از آب شور اشباع‌اند و رس ندارد فرض برین‌است که تمامی هدایت الکتریکی به‌صورت سیال انجام می‌شود که براین‌اساس می‌توان فاکتور سازند را از نسبت بین مقاومت کل لایه آبدار به مقاومت آب بین منفذی به‌دست‌آورد(Archie, 1942: 36). اما با وجود رس، ممکنست قسمتی از جریان الکتریکی به‌وسیله هدایت سطحی ذرات رس انتقال یابد. درنتیجه با نبود ذرات رس، ذرات دانه درشت هدایت کننده سطحی نیز نقش خود را از دست داده و جریان الکتریکی کاملاً به صورت سیال هدایت می‌شود که نشان دهنده میزان تخلخل لایه آبدارست (نخعی و لشکری پور، ۱۳۸۲: ۱۹۶).

۴- یافته‌های تحقیق

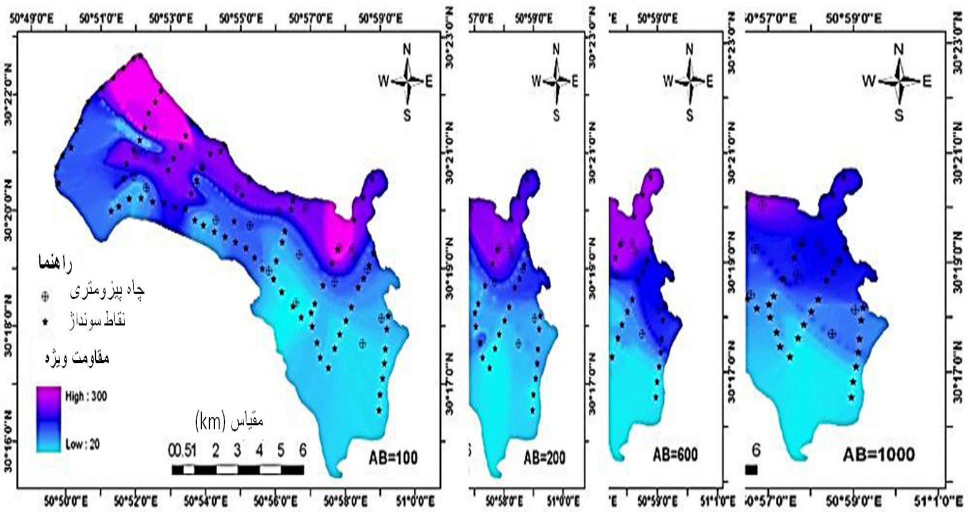
۴-۱- تخمین آبدهی ویژه و دیگر پارامترهای هیدروژئولوژیکی آبخوان(ϕ، S_y و موارد دیگر)

محاسبه تخلخل سازند(ϕ): کمیت تخلخل در مطالعات هیدروژئولوژی اهمیت بسیاری دارد و میزان آن در مواد رسوبی به شکل، اندازه و وضعیت قرارگیری ذرات نسبت به هم، درجه سیمانی‌شدن و تراکم رسوبات بستگی دارد. رسوبات نهشته‌شده در دشت امامزاده جعفر، رسوبات آبرفتی سخت‌نشده با جورشدگی ضعیف هستند. از این‌رو، با توجه به جدول (۱)، به ترتیب مقادیر ۱/۳ و ۲ برای فاکتورهای m و n (مربوط به درجه سیمانی‌شدن مواد تشکیل دهنده) در نظرگرفته‌شد و سپس با استفاده از روابط (۳) و (۴)، فاکتور سازند (F) و مقادیر تخلخل برای نقاط مختلف آبخوان محاسبه‌شد(جدول ۲). حداقل و حداکثر تخلخل در دشت به‌ترتیب ۶ ٪ و ۴۹ ٪ بود که مقدار متوسط آن ۲۶ درصد تخمین زده‌شد.

آبدهی ویژه (S_y): برای تخمین مقادیر آبدهی ویژه، ابتدا نقشه‌های هم مقاومت آبخوان با استفاده از داده‌های ژئوالکتریک حاصل از ۸۶ سونداژ قائم ژئوالکتریکی به‌روش مقاومت ویژه (آرایه اشلومبرژه بر اساس ۴ فاصله الکترودهای جریان (AB) ۱۰۰، ۲۰۰، ۶۰۰ و ۱۰۰۰ متری)

1 . Huntley

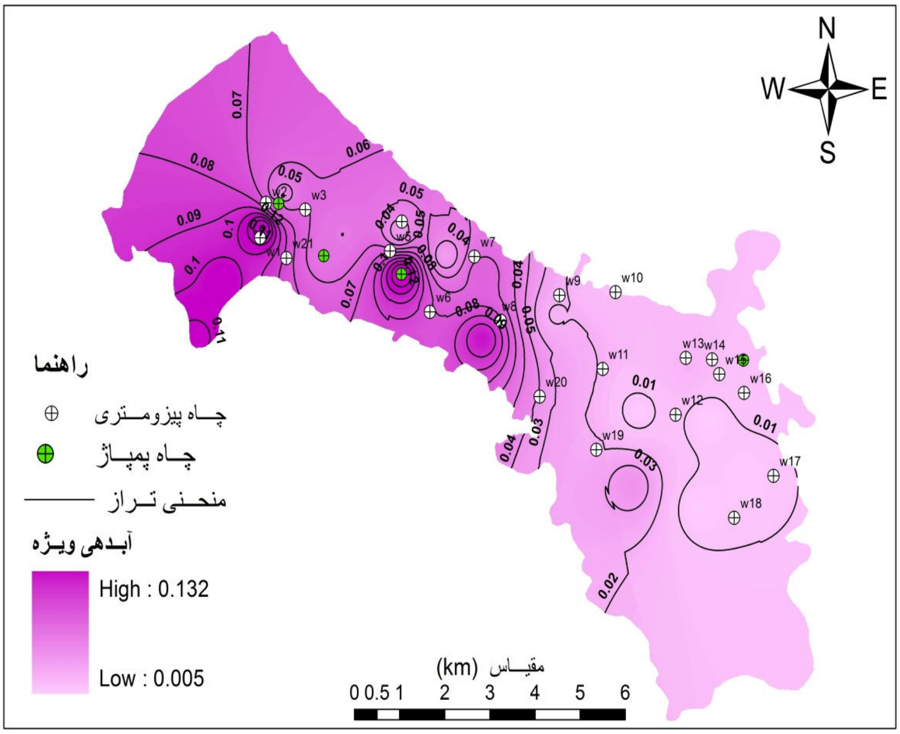
و با استفاده از تکنیک‌های زمین آماری در محیط نرم‌افزار Arc GIS تهیه شدند و سپس با توجه به داده‌های عمق سطح ایستابی، مقاومت در دو زون اشباع و غیراشباع آبخوان به‌دست آمد(شکل۳).



شکل۳: نقشه‌های هم مقاومت آبخوان دشت امامزاده جعفر بر اساس داده‌های روش اشلومبرژه با فواصل AB متفاوت

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۱

مقادیر مقاومت الکتریکی کل در زون‌های اشباع (ρ_{sat}) و غیراشباع (ρ_{unsat}) آبخوان برای محل چاه‌هایی که مقدار هدایت الکتریکی آب آن‌ها اندازه‌گیری شده‌است، براساس داده‌های عمق سطح ایستابی، پروفیل‌ها و مقاطع زمین شناسی آبرفت‌ها، محاسبه شد(جدول ۲). سپس با استفاده از رابطه (۱)، آبدهی ویژه به‌دست‌آمد. حداقل و حداکثر آبدهی ویژه به ترتیب ۰/۰۰۵ (در نواحی شرق و جنوب شرقی) و ۰/۱۳ (در نواحی غرب و شمال غربی دشت) و متوسط آن حدود ۰/۰۴۴ تخمین زده‌شد. شکل ۴ توزیع آبدهی ویژه آبخوان دشت امامزاده جعفر را نشان می‌دهد.



شکل ۴: نقشه پهنه بندی آبدهی ویژه آبخوان دشت امامزاده جعفر

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۱

جدول۲: داده‌های مورد نیاز و پارامترهای هیدرولیکی محاسبه‌شده برای آبخوان دشت امامزاده جعفر. کلیه مقادیر مقاومت‌ها بر حسب اهم‌متر می‌باشند.

شماره چاه	x	Y	EC_w (μmhos/cm)	ρ_{sat}	ρ_{unsat}	ρ_w	F	S_y	ϕ	K (m/day)
w۱	۴۸۷۱۴۰	۳۳۵۷۰۳۰	۴۲۳	۶۸/۹	۱۴۰/۴	۲۳/۶	۲/۹۱	۰/۱۳۲	۰/۴۴	۱/۴۶
w۲	۴۸۷۵۹۰	۳۳۵۷۶۴۸	۳۲۲	۱۰۲/۹	۱۸۷/۳	۳۱/۱	۲/۵۱	۰/۰۳۹	۰/۴۹	۱/۸۴
w۳	۴۸۸۹۱۰	۳۳۵۶۹۱۰	۴۲۲	۱۳۲/۱	۲۰۰/۰	۲۳/۷	۵/۵۷	۰/۰۵۰	۰/۲۷	۰/۸۴
w۴	۴۹۱۲۰۰	۳۳۵۶۵۰۰	۴۹۷	۱۲۱/۹	۱۶۰/۹	۲۰/۱	۶/۰۶	۰/۰۳۲	۰/۲۵	۰/۷۷
w۵	۴۹۲۰۰۰	۳۳۵۶۱۶۰	۳۸۶	۱۱۶/۳	۱۸۰/۴	۲۷/۲	۴/۲۸	۰/۰۶۴	۰/۳۳	۰/۵۵

w۶	۴۹۳۶۵۰	۳۳۵۵۳۷۰	۶۷۸	۱۰۰/۰	۱۱۸/۷	۱۴/۷	۶/۷۸	۰/۰۱۹	۰/۲۳	۰/۶۴
w۷	۴۹۴۷۹۲	۳۳۵۵۹۲۱	۱۷۲۹	۱۳۲/۰	۱۷۷/۰	۵/۸	۲۲/۸۲	۰/۰۱۲	۰/۰۹	۰/۵۰
w۸	۴۹۴۳۴۸	۳۳۵۵۹۹۴	۹۸۵	۱۴۶/۵	۱۸۶/۹	۱۰/۲	۱۴/۴۳	۰/۰۱۵	۰/۱۳	۰/۴۸
w۹	۴۹۶۲۶۹	۳۳۵۵۸۶۰	۲۴۷۰	۱۵۴/۶	۲۷۹/۲	۴/۰	۳۸/۱۹	۰/۰۱۶	۰/۰۶	۰/۷۳
w۱۰	۴۹۶۵۵۰	۳۳۵۴۳۲۰	۷۶۲	۱۵۰/۰	۱۹۴/۶	۱۳/۱	۱۱/۴۳	۰/۰۱۹	۰/۱۵	۰/۸۸
w۱۱	۴۹۵۴۷۲	۳۳۵۳۵۰۵	۱۳۴۲	۷۷/۷	۸۳/۶	۷/۵	۱۰/۱۳	۰/۰۰۸	۰/۱۷	۰/۷۴
w۱۲	۴۹۶۸۰۱	۳۳۵۱۶۹۰	۱۳۷۲	۴۲/۰	۴۴/۰	۷/۳	۵/۷۶	۰/۰۰۶	۰/۲۶	۰/۸۹
w۱۳	۴۹۷۸۱۰	۳۳۵۲۲۸۰	۱۵۲۴	۶۲/۰	۶۷/۰	۶/۶	۹/۴۵	۰/۰۰۷	۰/۱۸	۰/۸۴
w۱۴	۴۹۷۰۱۰	۳۳۵۳۳۵۰	۸۰۰	۹۵/۰	۱۰۰/۰	۱۲/۵	۷/۶۰	۰/۰۰۵	۰/۲۱	۰/۹۷
w۱۵	۴۹۷۸۱۰	۳۳۵۳۸۷۰	۶۵۰	۱۰۰/۳	۱۱۰/۴	۱۵/۴	۶/۵۲	۰/۰۱۱	۰/۲۴	۰/۸۴
w۱۶	۴۸۵۶۶۲	۳۳۵۴۹۵۶	۱۲۷۴	۳۵/۴	۸۶/۷	۷/۸	۴/۵۱	۰/۱۱۳	۰/۳۱	۰/۹۶
w۱۷	۴۸۶۲۹۰	۳۳۵۶۰۳۰	۱۲۹۵	۳۳/۹	۶۱/۳	۷/۷	۴/۵۳	۰/۱۰۶	۰/۳۱	۱/۰۴
w۱۸	۴۹۲۰۰۶	۳۳۵۴۹۰۶	۴۳۵	۶۱/۹	۱۰۰/۰	۲۳/۰	۲/۶۹	۰/۱۰۰	۰/۴۷	۰/۸۴
w۱۹	۴۹۵۳۰۰	۳۳۵۲۱۰۰	۱۲۹۱	۴۳/۹	۵۹/۶	۷/۷	۵/۶۷	۰/۰۳۷	۰/۲۶	۰/۵۶
w۲۰	۴۹۵۵۰۵	۳۳۵۵۷۴۷	۷۵۴	۱۶۱/۲	۲۰۰/۰	۱۳/۳	۱۲/۱۵	۰/۰۱۵	۰/۱۵	۰/۶۲
w۲۱	۴۸۸۶۸۰	۳۳۵۶۹۵۳	۴۲۲	۱۷۶/۰	۳۱۲/۰	۲۳/۷	۷/۴۳	۰/۰۵۳	۰/۲۱	۰/۸۴
w۲۲	۴۹۰۱۷۳	۳۳۵۶۹۶۶	۴۹۷	۱۷۰/۰	۲۵۰/۰	۲۰/۱	۸/۴۵	۰/۰۳۴	۰/۱۹	۰/۷۷
p۱	۴۸۷۵۰۰	۳۳۵۷۵۰۰	۳۲۲	۱۲۹/۸	۲۰۱/۴	۳۱/۱	۴/۱۸	۰/۰۶۶	۰/۳۳	۱/۹۵
p۲	۴۸۸۵۰۰	۳۳۵۶۵۰۰	۴۲۲	۱۰۶/۳	۱۵۳/۲	۲۳/۷	۴/۴۹	۰/۰۵۳	۰/۳۲	۰/۹۷
p۳	۴۹۰۲۲۱	۳۳۵۶۱۴۸	۴۹۷	۵۳/۳	۹۷/۴	۲۰/۱	۲/۶۵	۰/۱۲۳	۰/۴۷	۱/۳۰
p۴	۴۹۷۸۰۰	۳۳۵۴۵۰۰	۴۲۴	۱۲۷/۸	۱۴۱/۱	۲۳/۶	۵/۴۲	۰/۰۱۳	۰/۲۷	۰/۸۶
میانگین								۰/۰۴۴	۰/۲۶	۰/۹۱

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۱

۴-۲-مقایسه نتایج به‌دست‌آمده از طریق روش ژئوالکتریک و آزمون پمپاژ

با مقایسه نتایج به‌دست‌آمده از روش ژئوالکتریک و داده‌های حاصل از آزمون پمپاژ (جدول۳)، معلوم شد روش ژئوالکتریک قادر به تخمین درست پارامتر S_y آبخوان است.

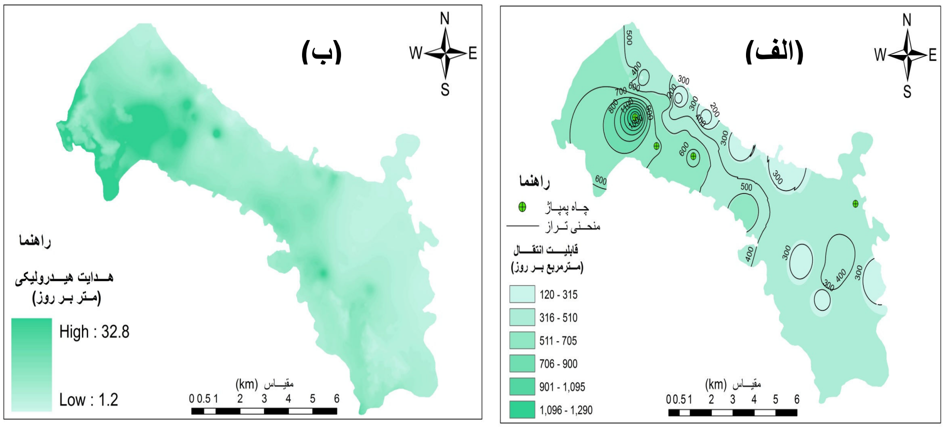
جدول۳: مقایسه پارامترهای هیدرولیکی محاسبه‌شده از طریق روش ژئوالکتریک با مقادیر حاصل از آزمون پمپاژ و مقادیر قابلیت انتقال حاصل از اجرای مدل

		از طریق آزمون پمپاژ				از طریق ژئوالکتریک	از طریق اجرای مدل			
	شماره چاه	X	Y	T (m2/day)	S	S_y	شماره ردیف	X	Y	T (m2/day)
نتایج آزمون پمپاژ	p۱	۴۸۷۵۵۰	۳۳۵۷۵۰۰	۱۲۹۰	۰/۰۶	۰/۰۶	۱۰	۴۹۰۱۷۳	۳۳۵۶۹۶۶	۴۸۰
	p۲	۴۸۸۵۵۰	۳۳۵۶۵۰۰	۶۱۰	۰/۰۲	۰/۰۵	۱۱	۴۹۰۷۷۶	۳۳۵۷۴۸۰	۱۲۰
	p۳	۴۹۰۲۲۱	۳۳۵۶۱۴۸	۶۳۵	۰/۱۲	۰/۱۲	۱۲	۴۹۲۳۴۵	۳۳۵۶۴۹۵	۲۴۰
	p۴	۴۹۷۸۰۰	۳۳۵۴۵۰۰	۳۶۵	۰/۰۱	۰/۰۱	۱۳	۴۹۴۴۲۶	۳۳۵۵۶۶۴	۲۴۰
نتایج اجرای مدل	۱	۴۸۶۷۶۴	۳۳۵۷۲۴۲	۲۴۰۰※[1]	-	–	۱۴	۴۹۵۳۲۵	۳۳۵۲۵۱۰	۲۴۰
	۲	۴۸۷۲۸۹	۳۳۵۷۵۷۱	۱۲۰۰※	-	–	۱۵	۴۹۶۳۲۰	۳۳۵۱۳۲۸	۲۴۰
	۳	۴۸۷۵۱۲	۳۳۵۸۹۶۵	۵۴۰	-	–	۱۶	۴۹۶۵۴۱	۳۳۵۱۷۹۱	۴۸۰
	۴	۴۸۷۷۹۳	۳۳۵۸۸۶۷	۳۰۰	-	–	۱۷	۴۹۷۰۸۴	۳۳۵۲۶۵۶	۴۸۰
	۵	۴۸۸۶۸۰	۳۳۵۶۹۵۳	۱۲۰۰※	-	–	۱۸	۴۹۸۱۰۵	۳۳۵۴۳۸۲	۳۶۰
	۶	۴۸۸۹۷۹	۳۳۵۷۹۸۸	۶۰۰	-	–	۱۹	۴۹۸۷۰۷	۳۳۵۱۹۴۶	۲۴۰
	۷	۴۸۹۲۶۴	۳۳۵۷۶۶۶	۳۶۰	-	–	۲۰	۴۹۲۶۵۱	۳۳۵۴۲۱۶	۶۰۰
	۸	۴۸۹۴۹۱	۳۳۵۸۱۳	۱۲۰	-	–	۲۱	۴۹۳۸۹۳	۳۳۵۳۱۴۶	۳۶۰
	۹	۴۸۹۹۴۶	۳۳۵۶۶۷۵	۶۰۰	-	–	۱۹	۴۹۸۷۰۷	۳۳۵۱۹۴۶	۲۴۰

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۱؛ احمدی،۱۳۸۷

با استفاده از داده‌های قابلیت انتقال که با دو روش اجرای مدل(احمدی، ۱۳۸۷: ۶۱) و آزمون پمپاژ (جدول۳) به‌دست‌آمد نقشه پهنه‌بندی قابلیت انتقال (T) آبخوان دشت امامزاده جعفر (شکل۵- الف) ترسیم شد که با تقسیم آن بر نقشه هم ضخامت آبخوان (شکل۲- ج) نقشه تغییرات هدایت هیدرولیکی دشت به‌دست‌آمد(شکل۵- ب).

۱. داده‌های مشخص شده با علامت ※ به دلیل عدم مطابقت با داده‌های حاصل از آزمون پمپاژ در رسم نقشه پهنه بندی قابلیت انتقال آبخوان (شکل۵- الف) در نظر گرفته نشده است.



شکل ۵: الف) نقشه هم قابلیت انتقال(T) و ب) نقشه تغییرات هدایت هیدرولیکی(K) آبخوان دشت امامزاده جعفر

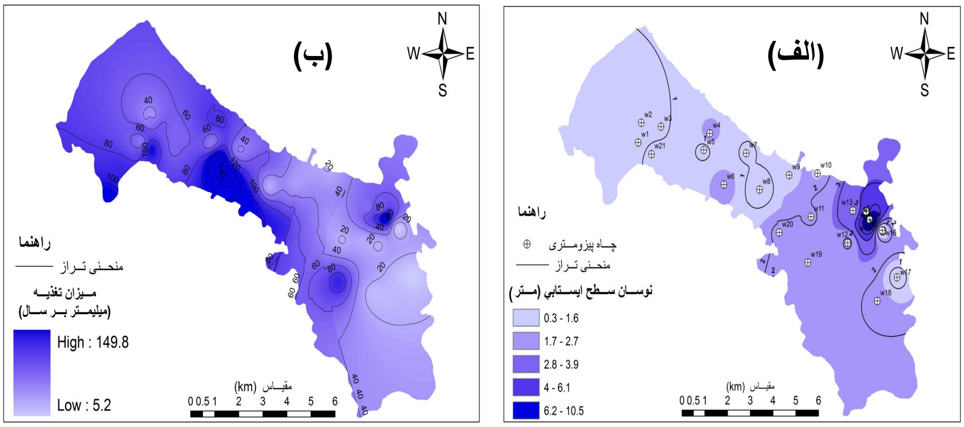
مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۱

۴-۳- محاسبه میزان تغذیه، حجم تقریبی و حجم آب قابل استحصال آبخوان

نقشه تغییرات حجم مخزن آبخوان (ΔV)را می‌توان طبق رابطه (۵) از حاصل‌ضرب نقشه رستری نوسان تراز سطح آب زیرزمینی در نقشه رستری آبدهی ویژه دشت (شکل ۴) به‌دست آورد. شکل۶– الف، نقشه نوسان تراز سطح آب زیرزمینی را نشان می‌دهد که از تفاوت تراز سطح ایستابی در دو دوره خشک و تر بدست آمده‌است. با توجه به نقشه تغییرات حجم مخزن آبخوان دشت امامزاده جعفر (شکل۶- ب) و با فرض متوسط تغذیه آبخوان در هر مترمربع برابر با ۰/۰۵۳ متر و با در نظر گرفتن مساحت دشت (۷۱/۸ میلیون متر مربع)، مقدار حجم آب ذخیره‌شده (ΔV) در سال۸۹–۱۳۸۸ در این آبخوان حدود ۳/۸ میلیون مترمکعب برآورد شده است.

$$(\Delta V) = A \times S_y \times {dh}/{dt} \qquad (۵)$$

که در این میان A، مساحت دشت موردمطالعه و $\frac{dh}{dt}$ نوسان تراز سطح ایستابی است.



شکل ۶: الف) نقشه نوسان تراز سطح آب زیرزمینی و ب) نقشه میزان تغذیه آبخوان در سال آبی ۸۹-۱۳۸۸

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۱

به‌منظور محاسبه حجم تقریبی آبخوان (شامل رسوبات تشکیل دهنده لایه اشباع و آب بین منفذی)، ابتدا نقشه هم ضخامت آبخوان (شکل۲-ج) تهیه شد. سپس با درنظرگرفتن مساحت دشت (۷۱/۸ میلیون مترمربع)، حجم تقریبی آبخوان حدود ۵/۷ میلیارد مترمکعب برآورد گردید. با توجه به ضرایب تخلخل و آبدهی ویژه محاسبه‌شده برای دشت، حجم تقریبی آب موجود در خلل و فرج آبخوان حدود ۱/۵ میلیارد متر مکعب و میزان آب قابل‌استحصال از آبخوان حدود ۶۶/۵۷ میلیون مترمکعب برآورد شد.

۵- نتیجه‌گیری و پیشنهادات

حداقل و حداکثر تخلخل در دشت امامزاده جعفر گچساران بر اساس معادله آرکی، به ترتیب حدود ۶٪ و ۴۹٪ و مقدار متوسط آن ۲۶ درصد تخمین زده‌شد. متوسط آبدهی ویژه حدود ۰/۰۴۴ (حداقل و حداکثر به ترتیب ۰/۰۰۵ در نواحی شرق و جنوب شرقی و ۰/۱۳ در نواحی غرب و شمال غربی دشت) برآورد گردید. با توجه به ضرایب تخلخل و آبدهی ویژه محاسبه‌شده در دشت و ضخامت‌های متوسط آبرفت و آبخوان(به‌ترتیب ۱۳۲ و ۷۹ متر)، حجم کل آبخوان دشت امامزاده جعفر ۵/۷ میلیارد مترمکعب، حجم تقریبی آب موجود در آبخوان

۱/۵ میلیارد مترمکعب، میزان حجم آب قابل‌استحصال از آبخوان ۶۶/۵ میلیون مترمکعب و میزان تغذیه آبخوان حدود ۳/۸ میلیون مترمکعب در سال ۸۹–۱۳۸۸ برآورد شد. با مقایسه نتایج به‌دست‌آمده از روش ژئوفیزیکی و نتایج حاصل از آزمون پمپاژ، معلوم شد روش مقاومت الکتریکی قادر به تخمین قابل‌قبولی از پارامترهای هیدروژئولوژیکی آبخوان می‌باشد. بنابراین با تلفیق داده‌های به‌دست‌آمده از روش ژئوالکتریک با داده‌های حاصل از آزمون پمپاژ، می توان هزینه‌ها را پایین آورد، همچنین تعداد آزمون‌های پمپاژ موردنیاز را کاهش داد و درنهایت نتایج مطلوبی به‌دست‌آورد.

کتابنامه

۱. احمدی، صدراله. (۱۳۸۷). ***بررسی و پیش بینی نوسانات آبخوان دشت امامزاده جعفر گچساران با نگرشی بر اثرات تغذیه مصنوعی و استفاده از مدل Modflow.*** تهران: دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم تحقیقات.

۲. مهندسین مشاور ژرف پویا. (۱۳۸۲). ***مطالعات ژئوفیزیک دشت امامزاده جعفر گچساران با روش ژئوالکتریک***؛ یاسوج: سازمان آب منطقه‌ای کهگیلویه و بویراحمد.

۳. نخعی، محمد؛ لشکری پور، غلامرضا. (۱۳۸۲). «***تخمین آبدهی ویژه در آبخوان دشت شورو با استفاده از داده‌های مقاومت ویژه و روابط تجربی***». نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم.۳(۱):۱۹۱–۲۰۲.

4. Archie G.E. (1942). ***The Electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics***. American Instrument of Mining and Metallurgical Engineering. 146: 54–62.
5. Atkins E.R. & Smith G.H. (1961). ***The significance of Particle Shape in Formation Factor-porosity relationships***. J. Petrol. Tech. 13: 285-291.
6. Ayers J.F. (1990). ***Conjunctive use of Geophysical and Geological Data in the Study of an Alluvial Aquifer***. Ground water. 27(5): 625-632.
7. Chinch P.D. (2000). ***Electrical Properties of Sedimentary Rocks having Interconnected Water-Saturated pore Spaces***. Geophysics. 65(4): 1093-1097.

8. Dannowski, G. & Yaramanci, U. (1999). ***Estimation of Water Content and Porosity Using Combined Radar and Geoelectrical Measurements.*** European Journal of Environmental and Engineering Geophysics. (4): 1-13.
9. Dovetone J.H. (1986). ***Log analysis of subsurface geology***. New York: Wiley & Sons.
10. Frohlich R.K. & Kelly W.E. (1988). ***Estimates of Specific Yield with the Geoelectrical Resistivity Method in Glacial Aquifers***. J. Hydrol. 97: 33-44.
11. Frohlich R.K. & Parke C.D. (1989). ***The Electrical Resistivity of Vadose Zone – Field surve.*** Groundwater. 27 (4): 524-530.
12. Heigold, C., Gilkeson, P., Robert, H., Keros, C. & Philip, C. R. (1979). ***Aquifer Transmissivity from Surficial Electrical Methods***. Ground Water. 17(4): 338-345.
13. Huntley, D. (1980). ***Relations between permeability and electrical resistivity in granular aquifers***. Ground water. 24: 466-474.
14. Jackson, P.N. Taylor, S.D. & Stanford, P.N. (1978). ***Resistivity-porosity-particle shape relationships for marine sands.*** Geophysics. 43(6): 1250-1268.
15. Kelly W.E. (1977). ***Geoelectrical sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity.*** Ground water. 15: 420-424.
16. Niwas, S. & Singhal, D.C. (1981). ***Estimation of aquifer transmissivity from Dar Zarrouk parameters in porous media***. Hydrology. 50: 393-399.
17. Niwas, S., Tezkan, B. & Israil, M. (2011). ***Aquifer hydraulic conductivity estimation from surface geoelectrical measurements for krauthausen test site***. Hydrogeology journal. 19: 307- 315.
18. Onuoha K.M. & Mbazi F.C.C. (1988). ***Aquifer transmissivity from electrical sounding data***. ***the case of Ajali Sandstone aquifers south-west of Enugu. Nigeria. in Ofoegbu***. Ground water and mineral resources of Nigeria. 17-30.
19. Setudehnia, A. & OB Perry J.T. (1996). ***Geological complation 1: 100000 map of Gachsaran***. Tehran: Iranian oil operating companies.
20. Taylor S.D. (1971). ***Acoustic and Electric Techniques for Sea-floor Identification.*** Washington: Proc, Int .Symp. On Engineering Properties of Sea-Floor Soils and their Geophysical Identification. 253- 267.
21. Todd D.K. (1980). ***Groundwater Hydrology***. New York: John Wiley.

22. Urish D.W. (1981). ***Electrical resistivity-hydraulic conductivity relationships in glacial out-wash aquifers***. Water Resources Research. 17(5): 1401-1408.
23. Po-zenwong, j., koplik j. & tomanic, j.p. (1984). ***Conductivity and permeability of rocks***. Physical review B. 30(11): 6606 - 6614.
24. Windle, D. & Wroth C.P. (1975). ***Electrical resistivity method for determining volume changes that occur during a pressurementr test***. Proc. Specialty conferance On In-Situ Measurement of Soil Properties. 1(4): 497- 510.